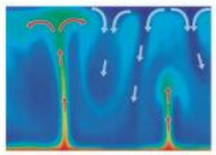
13

1 ¿Cómo es el interior terrestre? Primeros datos directos

2 Sismos y ondas sísmicas



3 La temperatura del interior terrestre y sus efectos

Estructura interna y composición de la Tierra

EN PORTADA

Un mensajero con diamantes

En Kimberley (Sudáfrica) se encuentra una de las minas de diamantes más importantes del planeta. En honor a esa ciudad, se le ha dado el nombre de kimberlita a la roca que contiene los diamantes.

Sorprendentemente, la kimberlita es una roca volcánica, por tanto, se ha formado por un enfriamiento rápido del magma ocurrido en la superficie terrestre o muy cerca de ella. Sin embargo, el diamante se origina en unas condiciones muy especiales, algunas de ellas opuestas a las requeridas para una roca volcánica. Así, para que se forme un cristal de diamante hacen falta temperaturas de entre 900 y 1300 °C, como las que puede tener el magma, pero además se necesitan presiones muy altas, como las que hay en el interior terrestre a más de 150 km de profundidad y, por si fuera poco, su proceso de cristalización es muy lento.

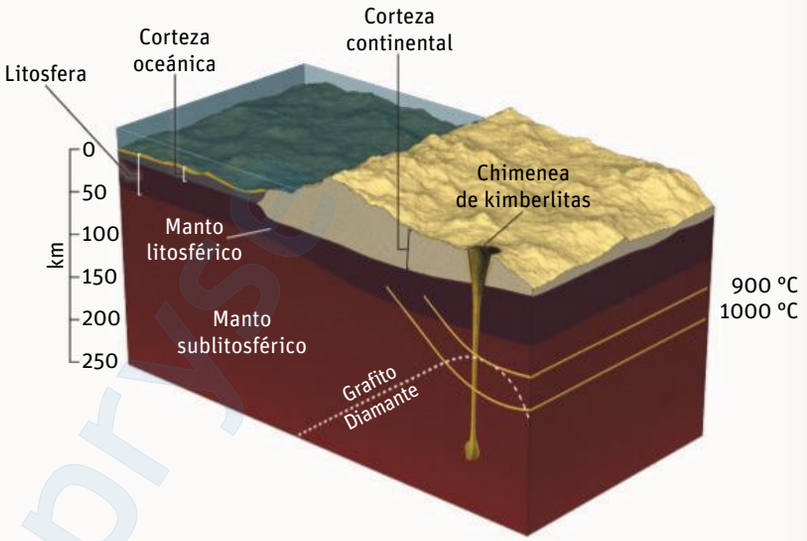


Figura 13.1. Reservorio diamantífero y chimenea kimberlítica.

¿Cómo es posible que se encuentren los diamantes en el interior de una roca volcánica?

Si los diamantes requieren mucho tiempo y grandes presiones, no han podido originarse, como la kimberlita, por un enfriamiento rápido del magma cerca de la superficie terrestre. Pero si están en el interior de la roca no pueden haberse añadido después de que esta se formase. Lo que necesariamente significa que cuando el magma llegó a la superficie ya llevaba, como "pasajeros", los diamantes completamente formados. Así, al solidificarse el magma, quedaron englobados en la roca.

El magma fue el ascensor que nos trajo del interior terrestre un "mensaje firmado con diamantes".

Figura 13.2. Kimberlita con un diamante.

1. ¿Cómo se llama el proceso por el que el magma sale a la superficie terrestre?
2. ¿Los diamantes son de la misma edad que las kimberlitas que los contienen, más antiguos o más modernos?
3. El magma que arrastró a los diamantes hacia la superficie, ¿procedía de una zona más o menos profunda que aquella en la que se formaron los diamantes?
4. Observa la imagen, es del Big Hole, considerado la mayor excavación hecha solo con pico y pala. Está en Kimberley (Sudáfrica). Sabiendo su ubicación, ¿qué mineral crees que se extraería de él?

El **Big Hole**, en Kimberley (Sudáfrica), una mina a cielo abierto que comenzó a excavarse en 1872.

1 ¿Cómo es el interior terrestre? Primeros datos directos

¿Llegaremos al manto?

En 1961 se iniciaba en el océano Pacífico, cerca de California, un ambicioso proyecto de investigación científica cuya dificultad e interés se compararon con los de las misiones espaciales pero, en este caso, dirigido al interior de la Tierra. Se le llamó **Proyecto Mohole** y su objetivo era atravesar la corteza terrestre y alcanzar el manto. Se eligió una zona oceánica, donde la corteza es más delgada que en los continentes; el problema era que la perforación debía hacerse desde un barco y atravesar 3600 m de agua hasta alcanzar el fondo marino. Se hicieron cinco perforaciones, la más profunda solo penetró 183 m en la roca.

Cincuenta años más tarde ha vuelto a recuperarse la idea, aprovechando que se dispone de mejor tecnología y un barco adecuado para la tarea, el ***Chikyu***. Se han seleccionado tres lugares, uno de ellos muy cerca del elegido por el Proyecto Mohole. La organización internacional que pretende llevarlo a cabo (IODP), en la que participa España, considera que en el año 2025 la perforación podría alcanzar el manto, después de atravesar casi 4000 m de agua y 6000 m de corteza oceánica.

Buque oceanográfico *Chikyu*.

En la Web

Descubre cuál es el récord de perforación en el fondo oceánico.

www.e-sm.net/svbg1bach13_01

Figura 13.3. Los cilindros de rocas extraídas en un sondeo se denominan testigos.

Figura 13.4. Basalto con xenolito de peridotita.

Tras abandonarse el Mohole, la antigua URSS inició un proyecto similar, pero en tierra firme, en la península de Kola. El pozo alcanzó la profundidad de 12 262 m, cifra que aún permanece como récord, pero insuficiente para llegar al manto, ya que la corteza continental es mucho más gruesa.

Más allá del interés científico de estos proyectos, debemos considerar que la Tierra tiene un radio medio de 6371 km, lo que significa que incluso el pozo profundo de Kola es poco más que un rasguño en la superficie del planeta.

Sin embargo, la imposibilidad de acceder al centro de la Tierra no significa que carezcamos de información sobre el interior terrestre. Disponemos de datos obtenidos mediante diversos métodos de estudio. Unos se basan en la observación directa de las zonas a las que se tiene acceso o de los materiales del interior que llegan a la superficie. Otros, recogen datos de diversa naturaleza, como el comportamiento de las ondas sísmicas, a partir de los cuales se infieren ciertas características del interior.

1.1. Minas y sondeos

Las **minas** son excavaciones que se realizan para la extracción de minerales. La más profunda es una mina de oro de Sudáfrica y alcanza 3,9 km. Los **sondeos** son perforaciones taladradas en el subsuelo. No solo se utilizan en proyectos científicos, como el Mohole, sino, por ejemplo, en la extracción de petróleo o de agua.

Las minas y los sondeos proporcionan información sobre la composición de la corteza y muestran que, **a medida que se profundiza en el interior terrestre, la temperatura aumenta**.

1.2. Volcanes y xenolitos

Las erupciones volcánicas envían a la superficie materiales del interior. Desafortunadamente, en la mayoría de los casos esos materiales proceden de lugares poco profundos y se han formado por **fusión parcial** de las rocas originarias. Es decir, no se han fundido todos los minerales que componían la roca del interior, sino solo aquellos con punto de fusión más bajo. Por tanto, las erupciones volcánicas proporcionan menos información de la esperable.

A veces, el magma procede de zonas más profundas y, al ascender, arrastra fragmentos de rocas del interior: son los **xenolitos** (del griego *xenos*, 'extraño', y *litos*, 'piedra'), que quedan como inclusiones en las rocas volcánicas, mostrando materiales que hay en las zonas por las que transitó el magma (Fig. 13.4). Los diamantes de la kimberlita son xenolitos. En todo caso, los volcanes son un referente de la temperatura que puede predominar en el interior terrestre.

1.3. Capas de densidad creciente

Algunos datos directos sobre la estructura de la Tierra se obtienen sin abandonar la superficie del planeta. Así, observamos que, al menos en la zona más externa, la Tierra está estructurada en capas de materiales diferentes distribuidos de acuerdo con su densidad: los gases componen la **atmósfera**; debajo de ellos se sitúa el agua formando la **hidrosfera**, y más abajo se encuentran las rocas que integran la **corteza**.

¿Esta distribución en capas de materiales con densidad creciente, se mantiene hacia el interior o, por el contrario, el resto del planeta está integrado por rocas similares a las de la superficie?

En 1789, **Henry Cavendish** llevó a cabo una serie de experiencias que denominó "pesar el mundo", con las que calculó la masa de la Tierra. Como se conocía su volumen, determinó que la densidad media del planeta era de 5,45 g/cm^3. Un siglo más tarde, sus trabajos fueron refinados por **Emil Wiechert**, que obtuvo los **5,52 g/cm^3** considerados en la actualidad como la **densidad de la Tierra**.

Wiechert mostró que ese valor era el doble de la densidad media que tienen las rocas superficiales: 2,7 g/cm^3. Por tanto, los materiales del interior terrestre debían ser más densos, lo suficiente para que la media resulte 5,52 g/cm^3.

Así concluyó que la Tierra debía tener un **núcleo** formado por un material mucho más denso, que supuso que sería el **hierro**, ya que entre los elementos candidatos a constituir ese núcleo, es el más abundante en el sistema solar. Posteriores informaciones, como la existencia de un campo magnético terrestre y el estado físico en que se encuentra una parte del núcleo, confirmarían la predicción de Wiechert.

La densidad de la Tierra es un dato que nos proporciona una información indirecta de la composición que podría tener el interior terrestre. En efecto, no determina qué materiales son los que existen en cada una de las zonas internas, pero confirma que no pueden ser los que componen la superficie del planeta y reduce, así, el abanico de los posibles candidatos.

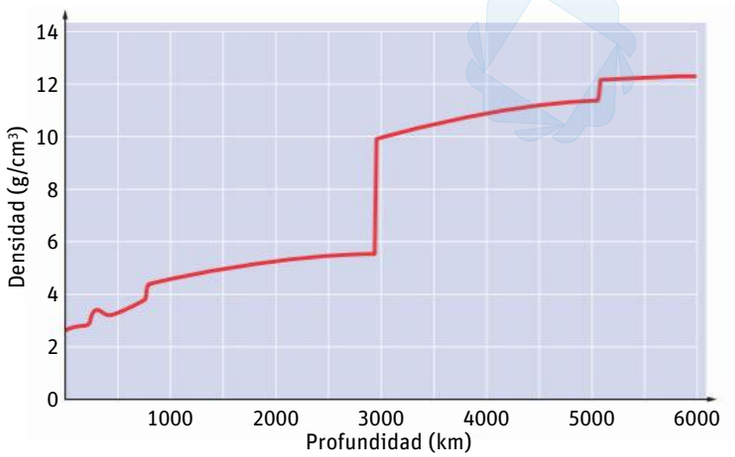
En la Web

El interior de la Tierra es muy diferente de como lo imaginó Julio Verne en su *Viaje al centro de la Tierra*.

www.e-sm.net/svbg1bach13_02

Figura 13.5. Meteorito constituido por hierro, un elemento abundante en la zona interna del sistema solar.

INTERPRETAR GRÁFICAS



5. ¿Cuántas capas observas?

La gráfica muestra el incremento de la densidad de los materiales a medida que se profundiza en el interior de la Tierra.

En ella puedes observar incrementos de la densidad suaves y graduales, pero también alguno brusco.

a) ¿A qué profundidad se produce el cambio de densidad más brusco? ¿Cómo se justifica ese cambio?

b) ¿Qué zonas crees que delimita ese brusco cambio de densidad?

c) A medida que se incrementa la presión, una misma roca puede adoptar formas más densas. ¿Este hecho puede explicar los cambios graduales que se observan en la gráfica? ¿Y el más brusco?

ACTIVIDADES

6. ¿Tiene la misma composición química un magma formado por fusión parcial que la roca originaria? ¿Por qué?

7. ¿Puedes calcular el volumen aproximado de la Tierra? ¿Qué datos necesitas?

8. Para sugerir la composición del núcleo terrestre, Wiechert buscó entre los componentes más abundantes en el sistema solar. ¿Por qué?

2 Sismos y ondas sísmicas

Cada día se producen en el planeta miles de terremotos, la mayoría de ellos pasan desapercibidos pero, aún así, generan ondas que se desplazan por toda la Tierra. Esas ondas se aceleran, se frenan o, incluso, dejan de propagarse dependiendo de las características del material por el que pasan. Así, el **análisis sísmico** proporciona muchos datos sobre zonas a las que no podemos llegar de otro modo.

2.1. ¿Qué es un terremoto y cómo se produce?

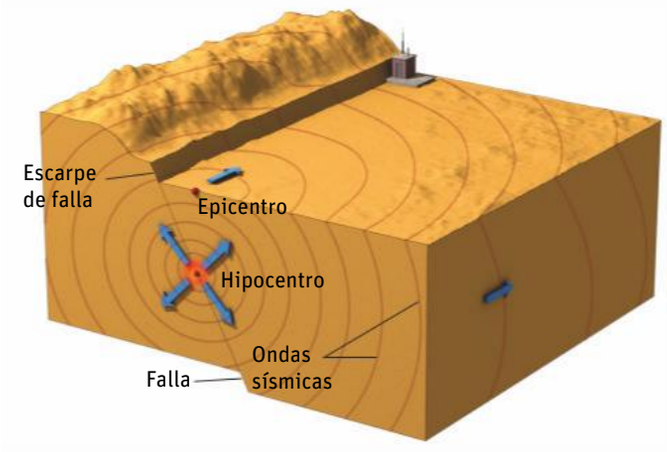


Figura 13.6. Origen de un terremoto por el movimiento de una falla.

Los terremotos, también llamados **sismos** o **seísmos**, son vibraciones del terreno generadas por la liberación brusca de la energía acumulada en él. Generalmente se originan al fracturarse grandes masas de rocas que se hallan sometidas a esfuerzos o si, una vez fracturadas, se produce un nuevo desplazamiento. Estas fracturas del terreno son las **fallas**. También son frecuentes los terremotos originados por la actividad volcánica, y cada vez son más abundantes los generados o inducidos por la intervención humana.

El lugar en que se origina el terremoto es el **foco sísmico** o **hipocentro**. El punto de la superficie terrestre más próximo al foco es el **epicentro** (Fig. 13.6).

La vibración generada en el foco sísmico se propaga en forma de ondas que van en todas direcciones, son las **ondas sísmicas**.

2.2. Las ondas sísmicas y su registro

Hay tres tipos de ondas sísmicas:

- **Ondas P o primarias.** Reciben este nombre porque se desplazan a mayor velocidad y llegan las primeras. Son ondas longitudinales, es decir, las partículas del terreno vibran en la dirección de propagación de la onda. A su paso las rocas se comprimen y se dilatan alternativamente como un acordeón.
- **Ondas S o secundarias.** Viajan a menor velocidad que las P por los materiales sólidos, y no se propagan por los líquidos. Son ondas transversales, es decir, hacen vibrar a las partículas del terreno en una dirección perpendicular a la de la propagación de la onda. Es un movimiento similar al que se produce al agitar la gelatina.

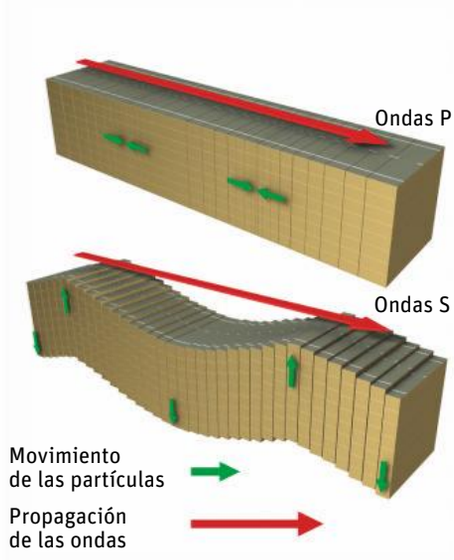


Figura 13.7. Propagación de ondas P y S.

- **Ondas superficiales.** Son las más lentas pero las que más daños originan. Se generan al llegar las anteriores a la superficie del terreno. Por esta razón no informan sobre la estructura del interior terrestre.

Para registrar las ondas sísmicas y medir la magnitud de un terremoto se utilizan unos instrumentos muy sensibles, los **sismógrafos**, que dibujan unas gráficas llamadas **sismogramas** (Fig. 13.8).

El sismógrafo más sencillo tiene una masa suspendida que permanece inmóvil durante el terremoto. La masa lleva un lápiz que dibuja una línea en el papel, que se desplaza sobre un tambor giratorio. La vibración del tambor durante el terremoto registra las oscilaciones producidas. El sismograma permite conocer en qué momento llegaron las ondas, así como su duración y magnitud.

En la Web

Observa la vibración de las partículas en las ondas sísmicas internas.

www.e-sm.net/svbg1bach13_03

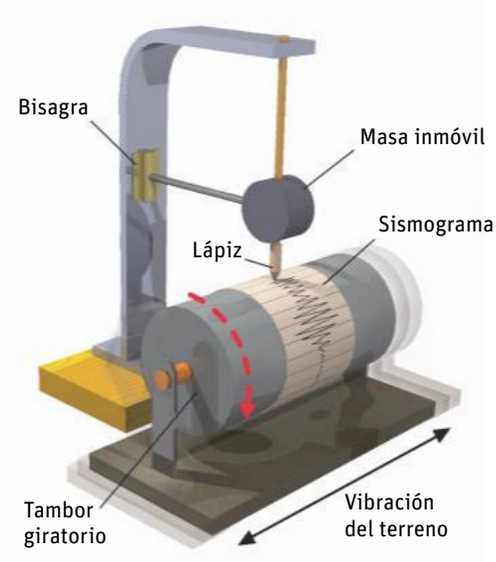


Figura 13.8. Sismógrafo

2.3. ¿Por qué cambia la velocidad de las ondas sísmicas?

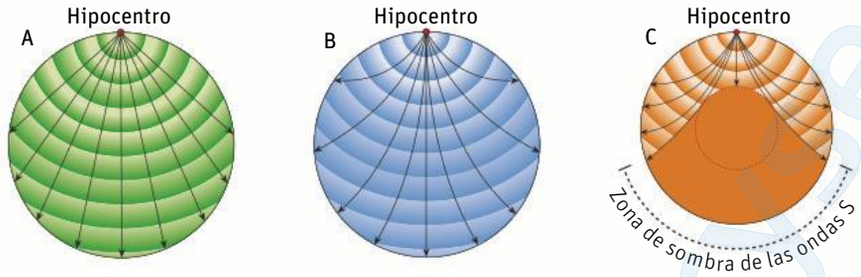
La velocidad a la que se propagan las ondas sísmicas depende de las características de los materiales por los que viajan. Fundamentalmente intervienen dos factores:

- La **composición** de los materiales por los que se propagan.
- El **estado físico** de estos materiales y, en general, la temperatura a la que se encuentran.

LA CIENCIA Y SUS MÉTODOS

Cómo interpretar el comportamiento de las ondas sísmicas

Una nave espacial ha estado en tres planetas (A, B y C) con la misión de conocer su estructura interna. Nos envía las gráficas que recogen la propagación de las ondas S en cada uno de ellos:



Con respecto a las ondas sísmicas, debes conocer estos conceptos:

- **Frente de onda:** superficie que separa en cada instante el material perturbado por el paso de la onda de aquel que aún no ha sido alcanzado por ella.
- **Rayo sísmico:** cada uno de los radios que parten del origen de la perturbación. Son siempre perpendiculares al frente de onda.

Analizaremos la trayectoria de los rayos sísmicos y deduciremos cómo es la estructura interna de estos planetas:

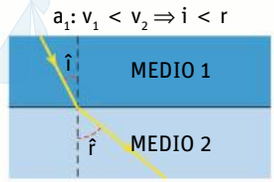
Planeta A. Los rayos de las ondas S siguen una trayectoria rectilínea. Esto ocurre si las ondas sísmicas atraviesan siempre el mismo medio y, por tanto, su velocidad no varía. En consecuencia, este planeta está constituido por el mismo tipo de materiales desde la superficie hasta el interior.

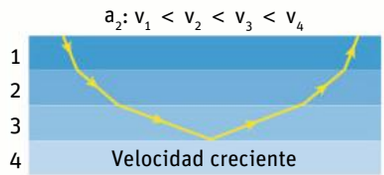
Planeta B. Los rayos de las ondas S no siguen una trayectoria rectilínea. Esto significa que las ondas sísmicas pasan por medios diferentes y, por tanto, el planeta B no es homogéneo. Cada variación en la velocidad de propagación provoca un cambio en la dirección del rayo sísmico. Ese cambio de dirección recibe el nombre de **refracción** y es similar al que le ocurre a la luz. La refracción responde a la **ley de Snell**, según la cual:

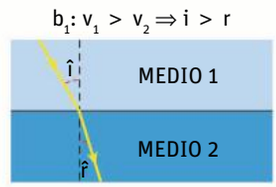
$$\frac{sen\ \hat{i}}{sen\ \hat{r}} = \frac{v_1}{v_2}$$

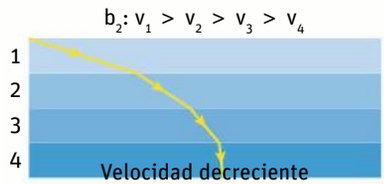
Donde $\hat{i}$ es el ángulo de incidencia, $\hat{r}$ el ángulo de refracción, y v_1 y v_2 las velocidades en los medios 1 y 2, respectivamente.

Planeta C. Las ondas S dejan de propagarse en una zona. Significa que en ella el medio es fluido, ya que las ondas S solo se propagan por sólidos. La gráfica muestra una zona en la que no se reciben ondas S: la **zona de sombra**.









ACTIVIDADES

9. Investiguemos más a fondo el planeta C:

a) ¿Qué capas diferencias en él? ¿Cuál es el estado físico de la zona más interna?

b) ¿Cómo es la velocidad de las ondas sísmicas en la zona externa, creciente o decreciente?

10. Dibuja la trayectoria que seguirán los rayos de las ondas P en cada uno de los planetas.

En la Web

Observa cómo cambia la dirección de los rayos sísmicos en la Tierra.

www.e-sm.net/svbg1bach13_04

2.4. Un escáner de la Tierra

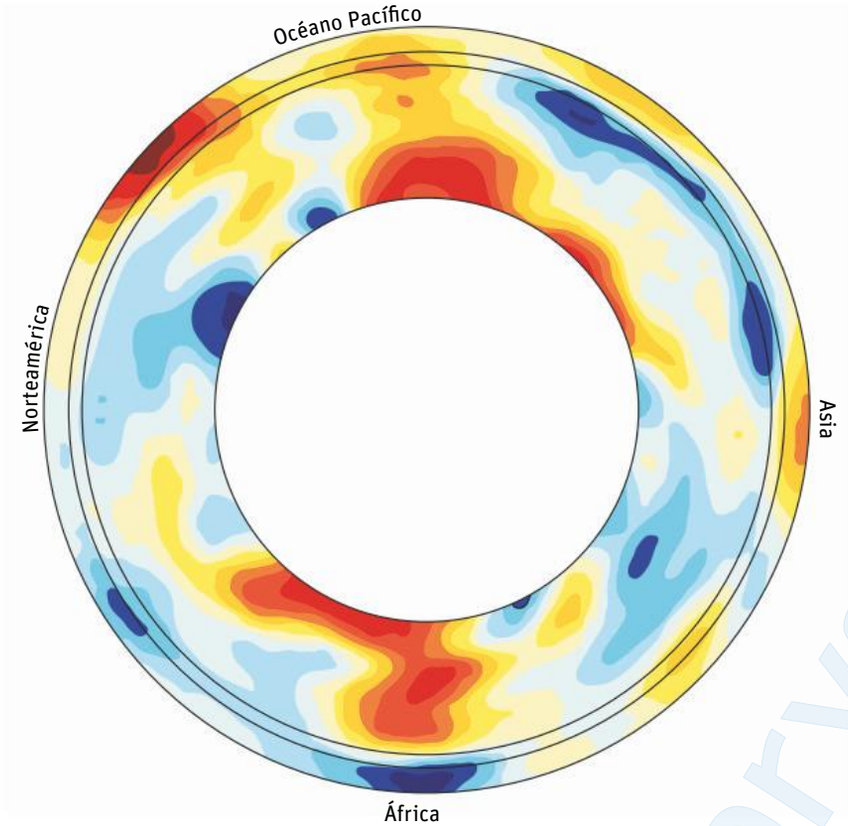


Figura 13.9. Tomografía sísmica. El rojo indica temperatura más alta que las zonas de alrededor; el azul, temperaturas más bajas. Son valores relativos.

La mejora de la sensibilidad de los sismógrafos, el incremento de su número y, especialmente, la existencia de potentes ordenadores capaces de procesar millones de datos están permitiendo obtener imágenes en 2D que muestran "rodajas" del interior terrestre, denominadas **tomografías sísmicas** (Fig. 13.9), e incluso imágenes en 3D.

Estas tomografías son similares a los TAC (tomografía axial computarizada) o escáneres utilizados en medicina, solo que se valen de las ondas sísmicas y analizan su velocidad de propagación.

2.5. Principales discontinuidades y su interpretación

La velocidad de las ondas sísmicas en el interior terrestre sufre variaciones graduales y, a veces, cambios bruscos. Estos cambios bruscos en la velocidad de propagación se denominan **discontinuidades sísmicas**.

Como la velocidad de las ondas depende de la composición y la temperatura de los materiales por los que viajan, una variación brusca indica que en ese lugar cambia la composición o el estado físico de los materiales terrestres. Esto explica por qué las discontinuidades sísmicas se utilizan para dividir en capas el interior del planeta.

Dos discontinuidades destacan por encima de las demás:

- **La discontinuidad de Mohorovicic o Moho.** La detectó **Andrija Mohorovicic** en 1909. Se encuentra a una profundidad que oscila entre 25 y 70 km en los continentes y entre 5 y 10 km en los océanos.

  En las zonas más próximas a la superficie las ondas P viajan a velocidades comprendidas entre 5 y 6,5 km/s, mientras que las ondas S lo hacen entre 2,5 y 3,5 km/s. Al llegar al Moho, suben hasta 8 y 4,5 km/s, respectivamente. Esta discontinuidad diferencia la delgada capa superficial, denominada **corteza**, de la capa que hay bajo ella, el **manto**.

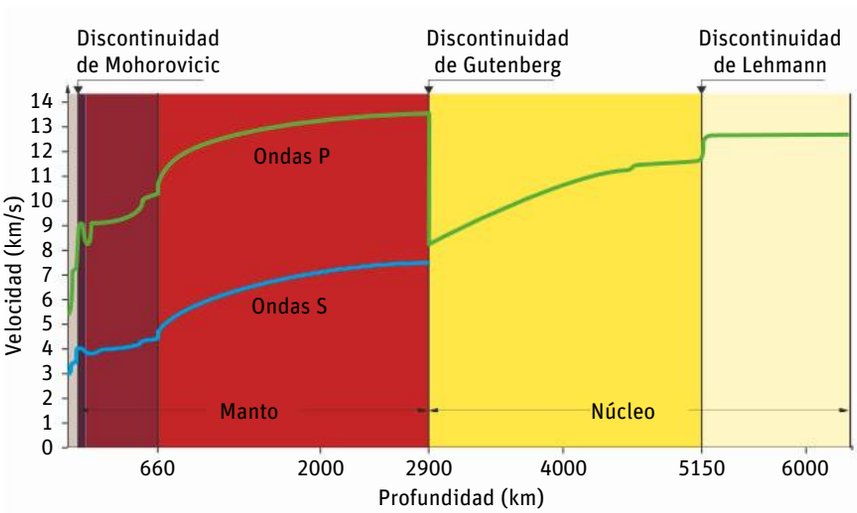


Figura 13.10. Variaciones de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad.

- **La discontinuidad de Gutenberg.** Fue descubierta en 1914 por **Beno Gutenberg**. Se halla a 2900 km de profundidad y es la que más destaca en la gráfica.

  En ella, las ondas P, que se propagan a más de 13 km/s, caen bruscamente hasta 8 km/s y, lo que resulta más espectacular, las ondas S dejan de propagarse. Dado que las ondas S se propagan por los sólidos, pero no por los fluidos, se concluye que a 2900 km de profundidad comienza una capa continua de material fundido: el **núcleo**. Esta discontinuidad separa el manto del núcleo.

Las discontinuidades de Moho y Gutenberg permiten establecer las tres capas que tradicionalmente se distinguen en el interior terrestre: corteza, manto y núcleo (Fig. 13.10).

2.6. Otras discontinuidades

Determinadas variaciones en la propagación de las ondas sísmicas permiten diferenciar subcapas dentro del manto y del núcleo.

Entre 100 y 800 km de profundidad los incrementos de la velocidad de las ondas P y S tienen fluctuaciones, con algunos descensos y rápidos aumentos. El mayor de ellos se produce a 660 km y se utiliza para separar el **manto superior** del **manto inferior**.

En 1936 la sismóloga danesa **Inge Lehmann** descubrió que no todo el núcleo es líquido. En efecto, a 5150 km de profundidad la velocidad de las ondas P experimenta un brusco incremento. Este salto se interpreta como resultado de un cambio en el estado físico de los materiales del núcleo, que pasan de líquido a sólido. En honor a su descubridora, se conoce como **discontinuidad de Lehmann** y permite diferenciar el **núcleo externo**, fundido, del **núcleo interno**, sólido.

En síntesis, las ondas símicas muestran una Tierra estructurada en tres capas, corteza, manto y núcleo, con diferente composición (Fig. 13.12). La corteza y el manto se hallan en estado sólido, mientras que el núcleo externo está fundido.

Figura 13.11. Inge Lehmann

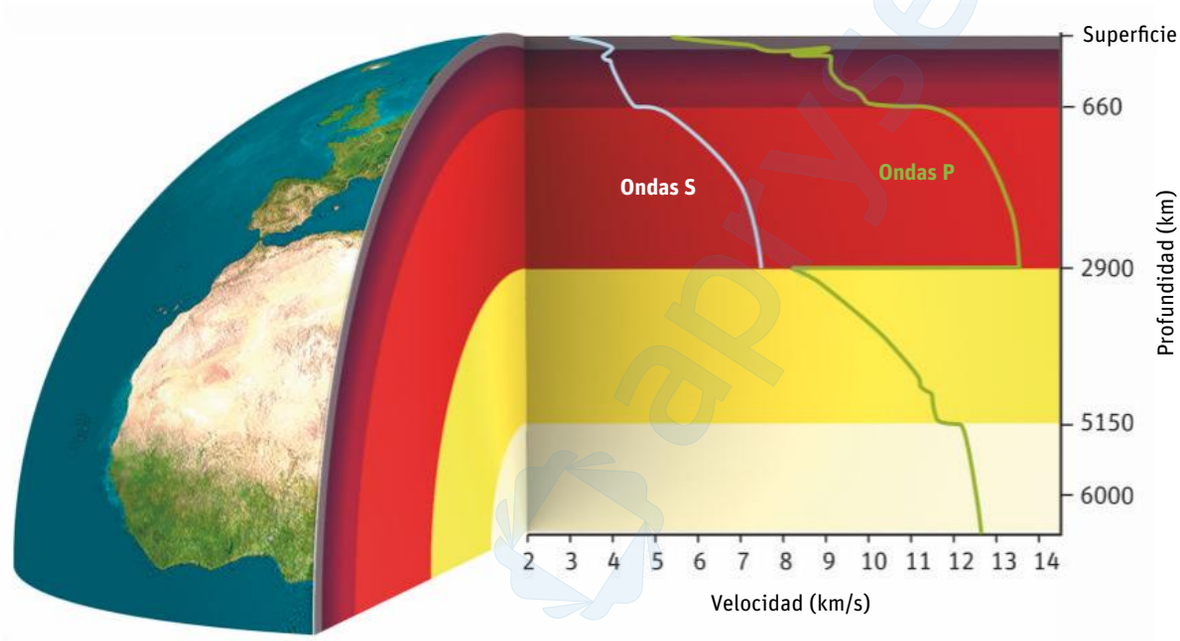
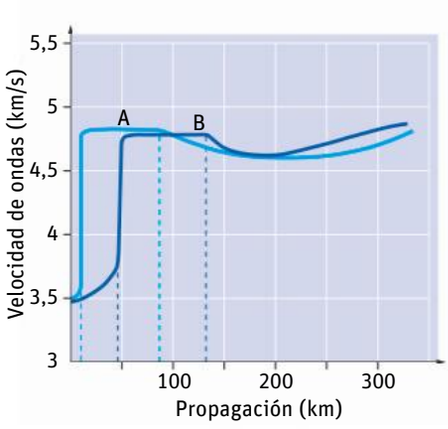


Figura 13.12. Las discontinuidades sísmicas revelan una Tierra estructurada en capas.

EXPLICAR



11. ¿Bajo el continente o bajo el océano?

Las curvas muestran la velocidad de propagación de las ondas S desde la superficie hasta una profundidad de 300 km. Una de ellas se refiere a una zona bajo el continente americano; la otra, a una zona bajo el Atlántico.

a) En las curvas se observa una discontinuidad muy evidente. ¿A qué profundidad se sitúa en cada una?

b) Explica estas diferencias. ¿Qué curva corresponde a la zona oceánica?

ACTIVIDADES

12. ¿Qué datos de la Fig. 13.10 permiten deducir que en el manto no hay una capa continua de material fundido?

13. Entre los 660 y los 2900 km de profundidad, las ondas P pasan de propagarse de 10 km/s hasta 13,5 km/s. ¿Por qué crees que no se ha señalado ninguna discontinuidad?

3 La temperatura del interior terrestre y sus efectos

La existencia de volcanes probablemente sustenta la suposición popular de que todo el interior terrestre está fundido. Pero no es eso lo que ocurre, sino que, como muestran las ondas sísmicas, el manto está a alta temperatura, sí, pero globalmente sólido. **El manto no es un océano de magma**.

Las minas y los sondeos realizados permiten comprobar que la temperatura aumenta a medida que se profundiza; es lo que se conoce como **gradiente geotérmico**. Su valor en las zonas superficiales es, por término medio, de 3 °C cada 100 m (30 °C por km). ¿Se mantiene este incremento de temperatura a mayores profundidades?

Si fuese así, a 1000 km de profundidad se alcanzarían ya 30 000 °C, y todas las rocas del manto estarían fundidas. Como no lo están, debemos concluir que el **valor del gradiente geotérmico se reduce en el interior.** ¿Pero cuánto?

La temperatura del interior es un dato indirecto que obtenemos del análisis del comportamiento de los materiales que existen en cada zona. Así, la temperatura del núcleo debe ser suficiente para que los materiales que lo componen –fundamentalmente **hierro** y **níquel**– se encuentren fundidos en el núcleo externo y sólidos en el interno. ¿Quiere esto decir que el núcleo interno tiene menor temperatura que el externo? No necesariamente, pues el punto de fusión de los materiales se incrementa con la presión, y una roca que en la superficie terrestre funde a 1200 °C puede necesitar 3600 °C para fundir a las altas presiones que existen en el manto.

En la parte más externa del núcleo la temperatura debe estar en torno a 4000 °C, incrementándose gradualmente hacia el interior. Es probable que la temperatura no sea mucho mayor de 5000 °C en ninguna zona del interior terrestre.

INTERPRETAR GRÁFICAS

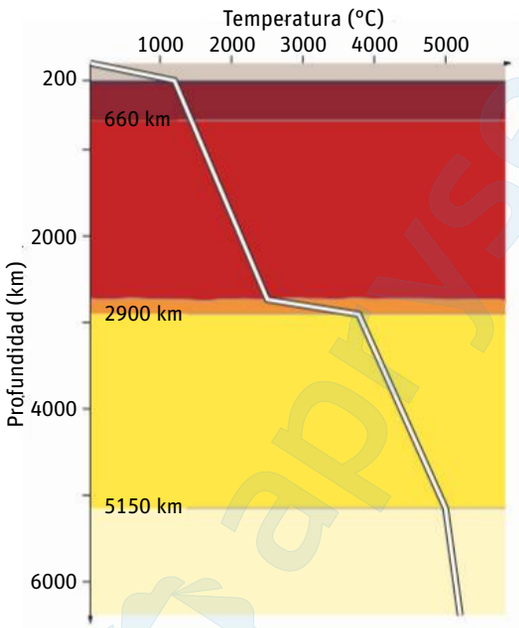
14. ¿Qué pasa en la base del manto?

En el manto más profundo (los últimos 200-300 km antes del núcleo) se encuentra una capa irregular y poco conocida, pero cuyo papel en la dinámica terrestre parece ser muy importante. Es la capa D''.

Observa la gráfica de la variación de la temperatura en el interior terrestre.

a) Hay dos zonas en las que el gradiente geotérmico es especialmente alto. ¿Dónde se localizan?

b) ¿Cuál puede ser la causa del incremento de temperatura en la base del manto?



3.1. Estado del núcleo y magnetismo terrestre

La Tierra posee un campo magnético cuya existencia es un dato que apoya la idea de que el planeta tiene un **núcleo metálico** en permanente agitación.

De acuerdo con la teoría más aceptada, la Tierra se comporta como una **dinamo autoinducida**. Una dinamo es una máquina que convierte energía mecánica en energía eléctrica. Según esta teoría, el hierro fundido circula por el núcleo externo debido a la rotación terrestre y a las **corrientes de convección** generadas por el calor interno (Fig. 13.13). El movimiento de este fluido metálico origina una corriente eléctrica que produce, a su vez, un campo magnético. De esta manera la dinamo se "autoalimenta".

Mientras exista un núcleo externo metálico en agitación, se seguirán formando corrientes eléctricas que inducirán un campo magnético en nuestro planeta.

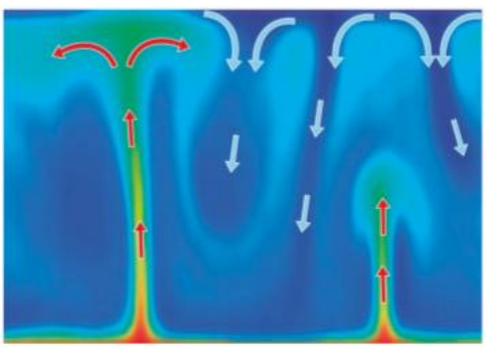


Figura 13.13. Convección. Un fluido se calienta, se dilata y asciende. En la superficie se enfría y desciende.

ACTIVIDADES

15. No todas las zonas de la superficie terrestre tienen el mismo gradiente geotérmico. ¿Cuáles lo tienen más alto?

16. La dinamo de una bicicleta genera un pequeño campo magnético. ¿Cómo podrías comprobarlo?

4 Una mirada al exterior: los meteoritos

Caído del cielo

En la mañana del 15 de febrero de 2013, un meteorito sobrevoló Rusia. Sus 17 m de longitud y 10 000 toneladas de peso lo convertían en uno de los mayores del último siglo.

Afortunadamente, al penetrar en la atmósfera se desintegró y los fragmentos resultantes se dispersaron por una extensa zona. Hubo 1500 heridos y cuantiosos daños materiales. El análisis de algunos de los fragmentos encontrados permitió comprobar que se trataba de una condrita, el tipo de meteorito más frecuente.

Cráter de impacto de un fragmento del meteorito.

Entre las órbitas de Marte y Júpiter se encuentra el **cinturón de asteroides**, integrado por cuerpos rocosos que no terminaron de unirse para constituir un planeta. Estos materiales son testigos presenciales del nacimiento de la Tierra.

Algunos de estos objetos cambian de órbita como consecuencia de perturbaciones gravitatorias o de colisiones, y caen en el campo de gravedad terrestre; son los **meteoritos**. Otros meteoritos son esquirlas de la Luna o de Marte que han saltado al recibir el impacto de algún asteroide.

De acuerdo con su composición, se diferencian tres tipos básicos de meteoritos:

- **Condritas.** Representan el 86 % del total y están constituidas por una mezcla de minerales como los que se encuentran en las peridotitas. Por tanto, su composición es similar a la del manto terrestre.
- **Acondritas.** Representan el 9 % del total, y su composición es similar a la del basalto.
- **Sideritos.** Representan el 4 % de los meteoritos conocidos y están constituidos por hierro y níquel. Por tanto, su composición es similar a la del núcleo terrestre.

La mayoría de las condritas tienen unos 4560 Ma, la misma edad que la Tierra. Pero, a diferencia de nuestro planeta, apenas se han modificado desde entonces; de ahí su importancia. Acondritas y sideritos tienen unos 4500 Ma.

Los meteoritos aportan información sobre el origen y la composición de los planetas. En efecto, si un material abunda en los meteoritos, significa que era frecuente en esta zona del sistema solar y cabe suponer que entrase a formar parte de la Tierra.

En la Web

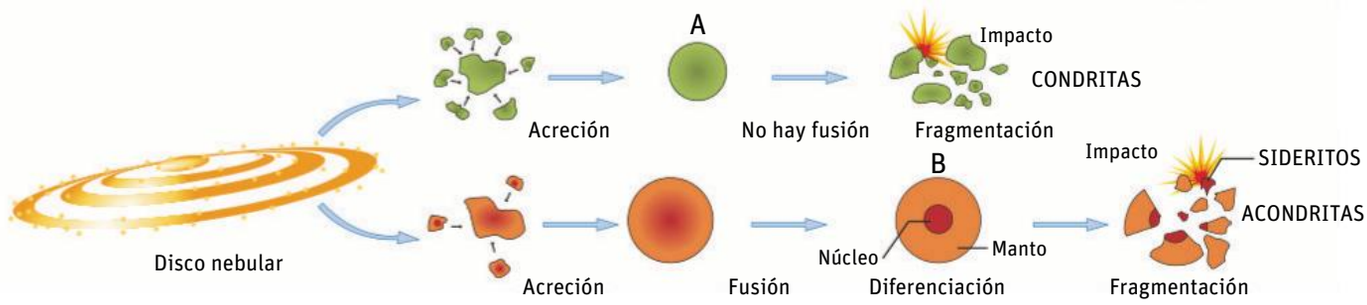
¿Qué relación hay entre el origen de la Tierra y su composición?

www.e-sm.net/svbg1bach13_05

FORMULAR UNA HIPÓTESIS

17. Una pista extraterrestre sobre el interior del planeta

La imagen muestra la hipótesis más aceptada sobre el origen de los tipos de meteoritos. Así, en el disco nebular que existía en torno al primitivo Sol, las partículas de polvo se unirían y formarían cuerpos progresivamente mayores. A partir de ahí, pudieron seguir dos caminos:



a) Los cuerpos A y B se han formado en la misma zona del disco nebular y a partir de los mismos materiales, por tanto, deben tener la misma composición. ¿Cuál será esa composición?

b) ¿Por qué se originan meteoritos de dos tipos diferentes en el cuerpo B?

c) ¿Guarda este proceso algún paralelismo con lo que debió de ocurrir en la Tierra?

5 Una Tierra estructurada en capas

Cada uno de los procedimientos utilizados para estudiar el interior terrestre ofrece una imagen parcial del planeta que nos deja muchas dudas. Sin embargo, el cruce de los datos aportados por todos ellos nos proporciona un conocimiento más completo y fundado de la estructura, la composición y la dinámica del planeta. Y muestra una Tierra cuyas características cambian notablemente con la profundidad, pero que, exceptuando la corteza, presenta pocas diferencias laterales en cada nivel. Es, por tanto, un planeta estructurado en capas aproximadamente concéntricas.

Estas capas pueden diferenciarse atendiendo a dos criterios:

- **Su composición química.** Así se distinguen las **unidades geoquímicas**.
- **Su comportamiento mecánico.** Así se distinguen las **unidades dinámicas**.

5.1. Unidades geoquímicas

En función de la composición química se diferencian:

- **Corteza.** Es la capa más externa y delgada de la Tierra. Se extiende desde la superficie hasta la discontinuidad de Mohorovicic. A diferencia de otras zonas terrestres, la corteza presenta grandes diferencias laterales de grosor y de composición. Los elementos químicos más abundantes son O, Si, Al, Fe y Ca. En ella se distingue la corteza continental de la oceánica.

Granito

DOS TIPOS DE CORTEZA

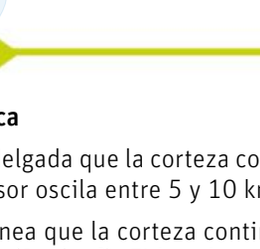
Corteza continental

Tiene entre 25 y 70 km de grosor.

Es muy heterogénea y está integrada por rocas poco densas (2,7 g/cm^3), compuestas fundamentalmente por cuarzo, feldespatos y micas. El **granito** es la roca más representativa.

En su mitad inferior predominan las rocas metamórficas, como el **gneis** y los **esquistos**. Entre ellas se sitúan grandes macizos de granito, y en la zona más superficial abundan los sedimentos y las **rocas sedimentarias**.

Las edades de estas rocas son muy variadas (entre 0 y 4000 Ma).



Basalto

Corteza oceánica

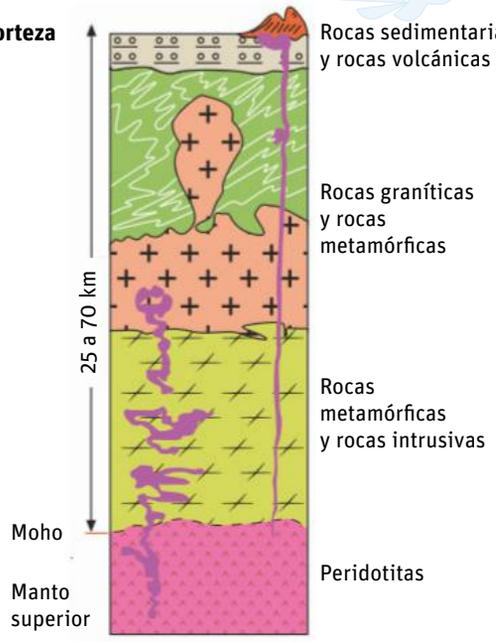
Es mucho más delgada que la corteza continental: su grosor oscila entre 5 y 10 km.

Es más homogénea que la corteza continental y más densa (3 g/cm^3). El **basalto** es la roca más representativa.

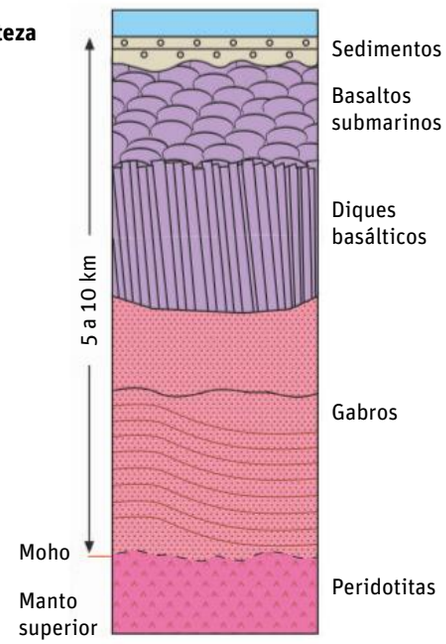
Está estratificada en tres niveles: una capa de **sedimentos** superficial, una capa de basaltos bajo ella y, por último, una capa de **gabros**, rocas formadas por feldespatos y piroxenos.

Las rocas son más jóvenes que las de la corteza continental; sus edades están comprendidas entre 0 y 180 Ma.

Estructura de la corteza continental



Estructura de la corteza oceánica



- **Manto.** Es la zona comprendida entre las discontinuidades de Mohorovicic y Gutenberg. Se extiende, por tanto, desde la base de la corteza hasta una profundidad de 2900 km. Representa el **83 % del volumen total de la Tierra**. Los elementos más abundantes en el manto son O, Si, Mg y Fe.

  El manto está constituido por **peridotita**, una roca similar a la que se encuentra en los meteoritos más abundantes, las condritas, integrada por olivino y piroxenos. Las diferencias de densidad existentes entre el **manto superior (3,3 g/cm³)** y **el manto inferior (5,5 g/cm³)** se deben a los efectos de la presión, que obliga a formar minerales más empaquetados con estructuras más densas. Se puede decir, en consecuencia, que el manto inferior es el manto superior comprimido.

- **Núcleo.** Es la esfera central del planeta y se sitúa por debajo de la discontinuidad de Gutenberg. Representa el **16 % del volumen total de la Tierra**. Su alta densidad, **entre 10 y 13 g/cm³**, su comportamiento ante las ondas sísmicas y el papel que se le atribuye en la creación del campo magnético apoyan la hipótesis de un núcleo compuesto mayoritariamente por hierro con un 6 % de níquel, es decir, la composición de los sideritos. Pero a las presiones existentes en el núcleo, esta aleación de hierro y níquel debería tener una densidad algo superior, por lo que se cree que contiene un **12 % de elementos más ligeros**, muy probablemente Si, O y S.

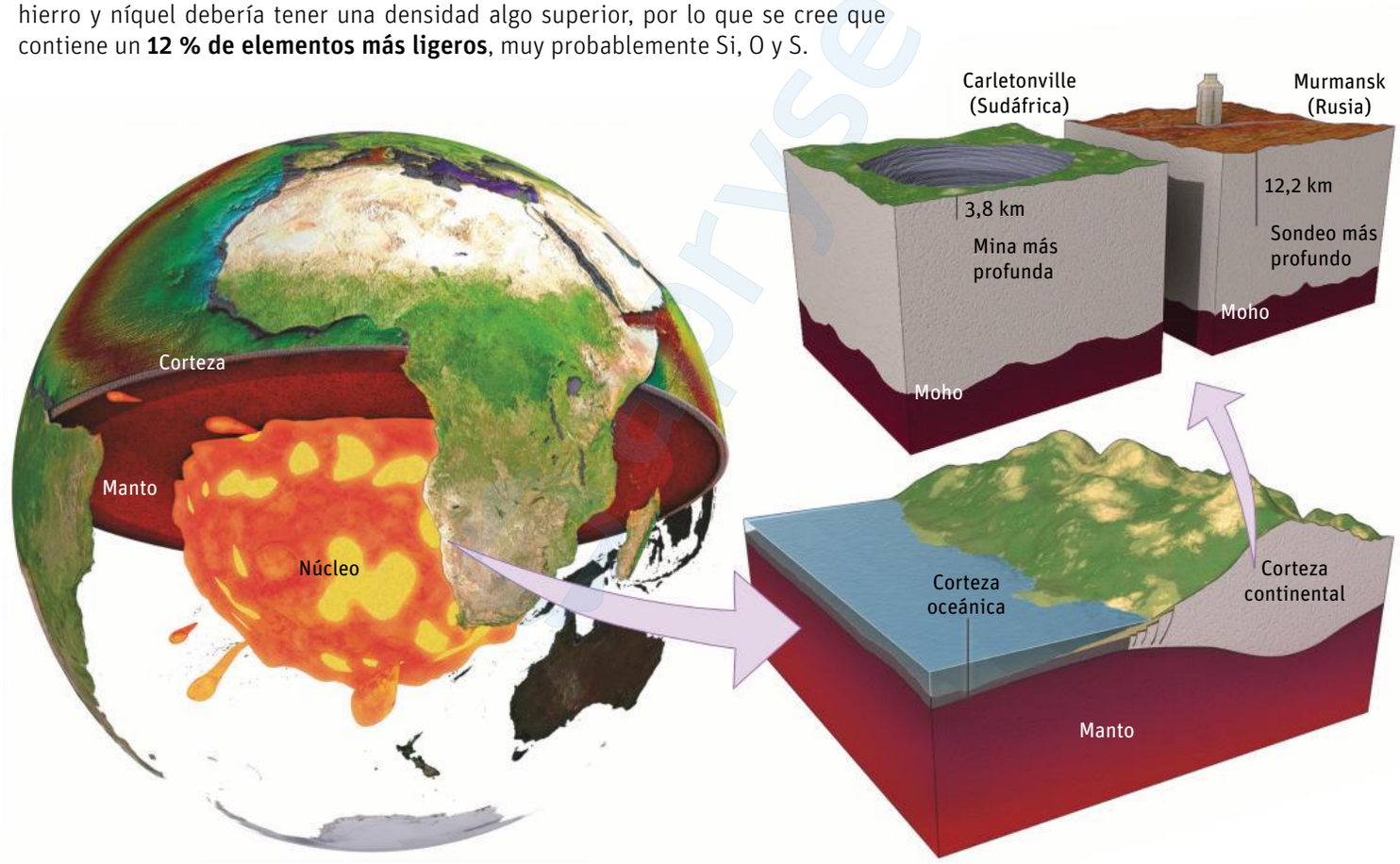


Figura 13.14. Imagen del interior terrestre.

ACTIVIDADES

18. Las rocas más antiguas del planeta tienen casi 4000 Ma. ¿Dónde crees que se han encontrado, en la corteza continental o en la oceánica? ¿Por qué?

19. ¿Cuáles son las diferencias de composición química entre la corteza y el manto?

20. ¿La composición y la frecuencia de los principales tipos de meteoritos encajan con la composición y el volumen relativo de las tres unidades geoquímicas?

En la Web

¿Qué relación hay entre el origen de la Tierra y su estructura?

www.e-sm.net/svbg1bach13_06

5.2. Unidades dinámicas

Se establecen en función de características físicas de los materiales, como su **estado físico** y su **comportamiento mecánico**.

Para entender cómo funciona la Tierra no basta con conocer la composición química de su interior, además, es necesario saber qué ocurre en cada zona, y ello depende no solo del tipo de materiales, sino de su estado físico y su comportamiento mecánico.

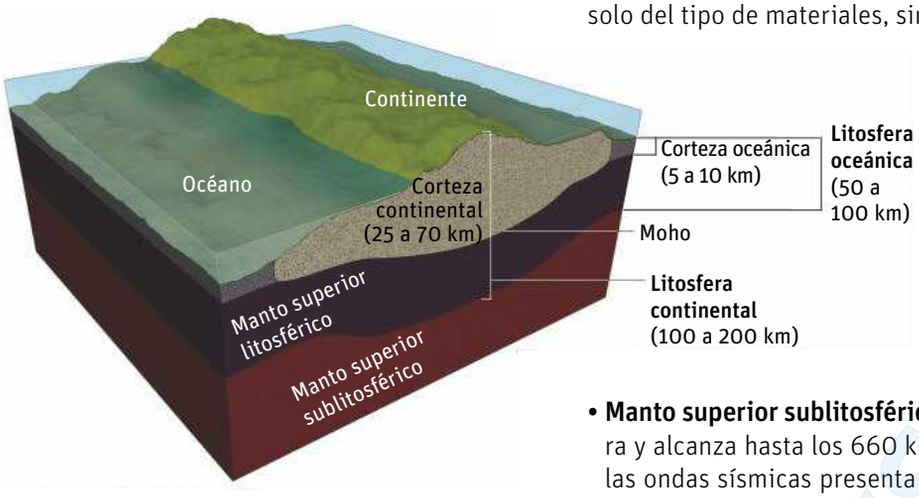


Figura 13.15. Estructura de la litosfera.

Desde la perspectiva dinámica, se diferencian las siguientes capas:

- **Litosfera.** Es la **capa más externa** y **rígida**. Incluye toda la corteza y algo del manto superior. Su grosor varía de unos lugares a otros: bajo los océanos (**litosfera oceánica**) tiene de 50 a 100 km de espesor, mientras que en los continentes (**litosfera continental**) tiene de 100 a 200 km; incluso bajo algunas zonas continentales antiguas llega hasta los 300 km.
- **Manto superior sublitosférico o astenosfera.** Es la capa que se sitúa bajo la litosfera y alcanza hasta los 660 km de profundidad. Es la zona en la que la velocidad de las ondas sísmicas presenta fluctuaciones, con descensos y elevaciones. Dado que se trata de una porción del manto, la roca que lo compone es peridotita y se halla en **estado sólido**.

Sin embargo, las elevadas presiones y temperaturas a las que se encuentran estas rocas hacen que sus respuestas sean muy diferentes en función del tiempo considerado. Así, en tiempos cortos, por ejemplo ante el avance de las ondas sísmicas, su comportamiento es elástico, mientras que si se consideran tiempos muy largos (miles de años) su comportamiento es **dúctil**, es decir, **plástico** y deformable como el de ciertos sólidos o, incluso, similar al de un fluido de viscosidad muy elevada.

Este comportamiento paradójico, elástico para tiempos cortos y dúctil para tiempos largos, resulta esencial para explicar la dinámica del interior terrestre y permite entender por qué los materiales del manto situados bajo la litosfera se encuentran sometidos a **corrientes de convección**. Son movimientos lentos, de apenas unos centímetros al año, pero explican la dinámica del manto y sus efectos en la superficie.

Tradicionalmente, el manto superior situado bajo la litosfera se ha denominado **astenosfera** ('esfera débil') y a ella se limitaban las corrientes de convección del manto. Sin embargo, hoy sabemos que la convección afecta también al manto inferior y algunos científicos sugieren abandonar el término astenosfera, ya que remite a un modelo terrestre ya superado. Para otros, el término sigue siendo útil.

En la Web

Observa cómo se produce la convección en el manto.

www.e-sm.net/svbg1bach13_07

UTILIZAR UN MODELO

21. Un modelo del comportamiento del manto

Coge un poco de pasta de silicona y amásala hasta formar una bola. Si la tiras contra el suelo, comprobarás que bota como una pelota de goma, sin deformarse. Se comporta como un sólido elástico. Pero si la dejas reposar varios minutos sobre una mesa, la bola se aplana y puede derramarse hasta el suelo como un líquido.

a) ¿De qué depende que la respuesta sea la propia de un sólido o más cercana a la de un líquido?

b) ¿En qué se parece este comportamiento al de las rocas del manto sublitosférico? ¿En qué se diferencian?

Silicona colándose por el agujero de una mesa.

- **Manto inferior.** Incluye el resto del manto situado entre 660 km y 2900 km de profundidad. Las rocas del manto inferior también se encuentran sometidas a corrientes de convección, motivadas por las diferencias de temperatura y, por tanto, de densidad entre las zonas más profundas y las más altas. Tanto los datos directos más recientes como los modelos informáticos muestran unas corrientes de convección (Fig. 13.16) que están lejos de esos circuitos cerrados idealizados con los que se representan habitualmente. Se trata de una convección lenta y caótica.

  En la base del manto, limitando con el núcleo, se encuentra la **capa D''** (D doble prima). Es una capa irregular y heterogénea con un grosor que oscila entre 0 y 300 km, integrada por lo que se conoce como los "posos del manto", es decir, materiales que por su mayor densidad han caído al fondo del manto. En contacto con el núcleo se calientan, originándose **penachos calientes**, o **plumas**, que ascienden hasta la litosfera.

- **Núcleo externo.** Situado por debajo del manto, llega hasta 5150 km de profundidad. Se encuentra en **estado líquido**, con una viscosidad similar a la del mercurio líquido. Está agitado por **corrientes de convección mucho más rápidas** que las del manto y desempeña un papel clave en la creación del campo magnético terrestre.

- **Núcleo interno.** A medida que el núcleo externo va evacuando su energía a través del manto, el hierro cristaliza y se acumula en el fondo. De esta manera **aumenta el diámetro del núcleo interno**, a un ritmo de algunas décimas de milímetro por año. Este **hierro sólido**, seguramente desprovisto de los elementos ligeros que hay en el núcleo externo, es el que constituye el núcleo interno.

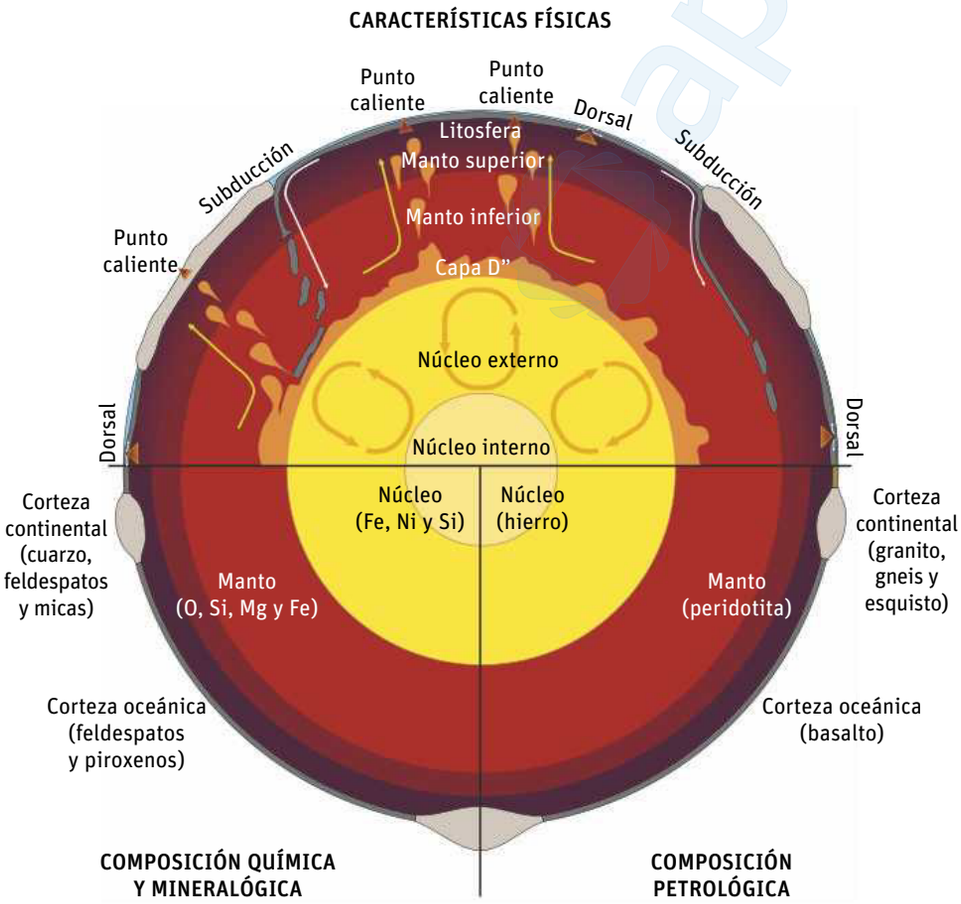


Figura 13.17. Estructura y características del interior terrestre.

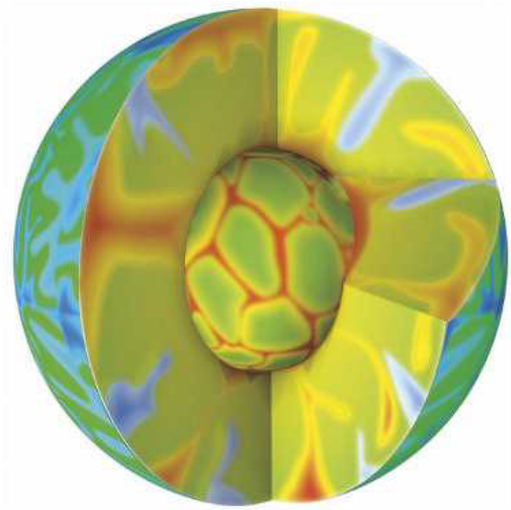


Figura 13.16. Modelo informático. Desde la base del manto ascienden penachos calientes (rojo), mientras que el material más frío (azul) se hunde.

• En la Web

¿Permanecen constantes las celdillas de convección generadas en este modelo informático?

• www.e-sm.net/svbg1bach13_08

ACTIVIDADES

22. ¿Podría considerarse la litosfera una unidad geoquímica? ¿Por qué?

23. ¿Cómo puede explicarse que la capa D'' tenga un fuerte gradiente geotérmico?

apuntes

6 Isostasia

Aunque lo parezca, este no es un mapa del relieve, sino del grosor de la corteza terrestre en todo el planeta; el valor más alto (70 km) se sitúa en el Himalaya y le sigue en grosor los Andes (60 km).

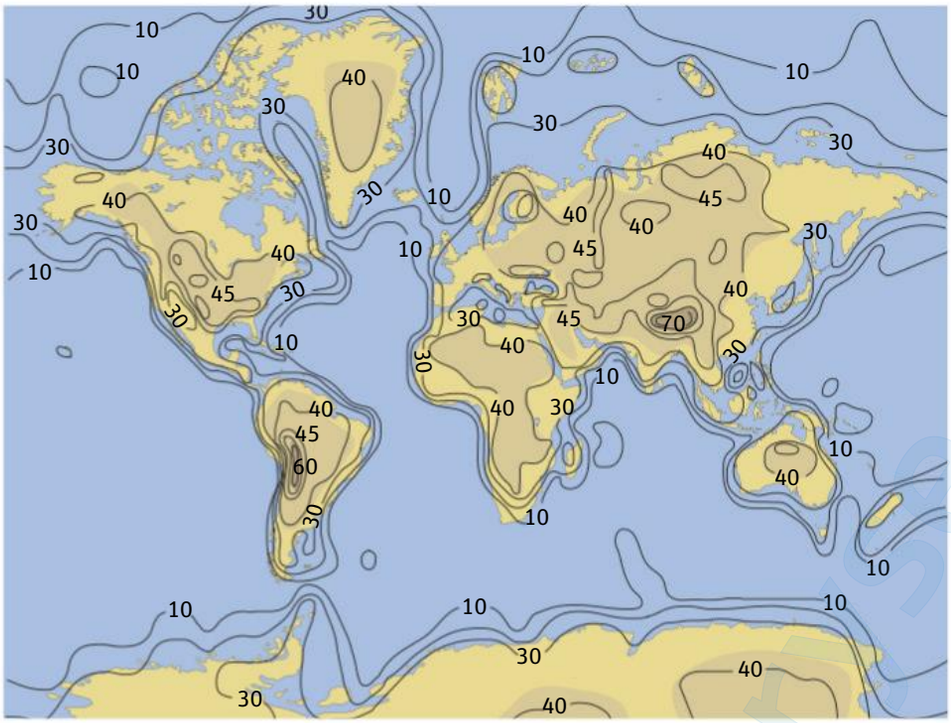


Figura 13.18. El grosor de la corteza. Las cifras indican el grosor de la corteza en kilómetros. Las líneas unen puntos con el mismo grosor cortical.

Lo mismo ocurre con las demás cordilleras: cuanto más altas son, más gruesa es la corteza en ellas y, por tanto, mayor profundidad alcanzan.

En ciencia, una regularidad de este tipo no se considera una casualidad, no puede serlo; tiene que haber una causa que la justifique. ¿Cuál es esta causa?

6.1. Una teoría clásica

La respuesta empezó a elaborarse hace siglo y medio, cuando **George Airy** sugirió que la corteza terrestre se comportaba como si estuviera constituida por bloques de materiales ligeros que "flotan" sobre otros más densos. Para Airy, las cordilleras se asemejan a enormes icebergs que solo muestran parte de su volumen. De este modo explicaba Airy que la corteza tuviera más profundidad en ellas que en el resto de relieves.

En 1892, **Clarence Dutton** dio el nombre de **isostasia** (de *iso*, 'igual', y *stasis*, 'estabilidad') al mecanismo de ajuste que permite explicar los movimientos de elevación y descenso de la corteza. Según este modelo, **la corteza terrestre se encuentra en equilibrio con los materiales del manto**, más densos, de manera que si la corteza se sobrecarga se hundirá, y si se descarga se elevará.

La situación es comparable a la de unos bloques de madera que flotan en el agua, sus elevaciones y descensos se rigen por el principio de Arquímedes.

FORMULAR UNA HIPÓTESIS

24. Dos campanas en lugar de una

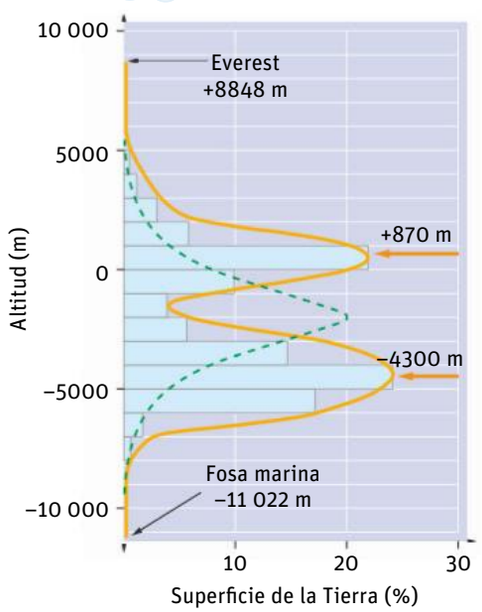
La curva hipsométrica muestra la frecuencia con que se encuentra cada altitud del relieve terrestre referida al nivel del mar.

Se ha añadido una curva que representa la distribución de altitudes que cabría esperar. Es una curva teórica y tiene forma de campana de Gauss (curva discontinua verde).

a) ¿Qué altitudes son las más frecuentes?

b) ¿En qué circunstancias sería esperable una curva como la teórica?

c) ¿Qué nos indica la existencia de una campana de Gauss para los continentes y otra para los océanos?



6.2. ¿Cómo es el relieve terrestre?

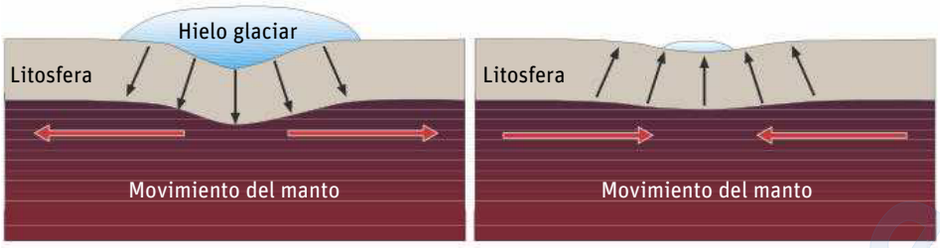
Entre las cumbres más altas de la superficie terrestre (8800 m) y las fosas oceánicas más profundas (11 000 m bajo el nivel del mar) hay casi 20 000 m de diferencia. No todas las altitudes son igualmente frecuentes. Al representar el porcentaje de superficie terrestre que se halla a cada altitud se obtiene una gráfica llamada **curva hipsométrica**.

El análisis de la curva hipsométrica muestra que los valores extremos son muy poco frecuentes, es decir, aquellos que tienen altitudes superiores a 5000 m sobre el nivel del mar o profundidades mayores a −7000 m. Sin embargo, sorprende que tampoco sean muy abundantes las altitudes medias (en torno a −2000 m). Es un relieve con dos escalones: uno en los continentes y otro en los océanos.

6.3. Una teoría de plena actualidad

La isostasia es una teoría clásica, pero no solo mantiene su vigencia sino que resulta clave para explicar los grandes rasgos del relieve terrestre. Con todo, los datos y modelos actuales permiten hacer algunas matizaciones a la versión clásica:

- **Los ajustes isostáticos son muy lentos.** Así, la península escandinava acumuló grandes espesores de hielo durante la última glaciación. La fusión del hielo motivó el ascenso isostático de esa zona. La glaciación finalizó hace 10 000 años y, aún hoy, sigue elevándose en busca de su equilibrio isostático.



a) Hundimiento b) Recuperación isostática

Figura 13.19. Reajuste isostático debido a la fusión de hielo.

- Si el manto sublitosférico es sólido, ¿cómo puede "flotar" en él la litosfera? Como hemos visto, las altas presiones y temperaturas hacen que **a escala de tiempo geológico, los materiales del manto tengan comportamientos propios de fluidos**. Las corrientes de convección son un ejemplo. Otro es la capacidad para restablecer el equilibrio isostático siempre que se consideren períodos de tiempo extensos.
- **El equilibrio isostático no se alcanza de forma local, sino a escala regional.** La litosfera, a pesar de su rigidez, no sube y baja rígidamente como un trozo de madera independiente sino que se arquea al ser sobrecargada. Así, el esfuerzo se distribuye gradualmente en la zona. El comportamiento es similar al de una tabla de madera: **la litosfera responde rígidamente ante empujes laterales, pero se arquea si el esfuerzo es vertical**, por ejemplo, al sobrecargarse.

smSaviadigital.com PRACTICA
¿Cómo funciona la isostasia?

6.4. ¿Qué predice y explica la isostasia?

Una teoría es tanto más potente cuanto mayor es su poder explicativo y predictivo. La teoría de la isostasia predice que las zonas con la **corteza más gruesa** y con rocas de menor densidad serán las más altas, mientras que las más delgadas y densas serán las más bajas. Pues bien, eso es lo que ocurre. La corteza continental tiene un grosor medio de 35 km y una densidad de 2,7 g/cm^3, mientras que el grosor medio de la corteza oceánica es de 8 km y su densidad es de 3 g/cm^3.

La isostasia no solo explica las causas de los movimientos de elevación y descenso de los continentes, sino también **la existencia de dos grandes escalones en el relieve terrestre**: uno para la corteza continental y otro para la corteza oceánica. La altitud que alcanza cada zona es aquella a la que encuentra su **equilibrio isostático**. Y siempre que un proceso geológico añade o retira materiales de una zona, se inicia un lento ajuste para conseguir, de nuevo, el equilibrio.

En definitiva, de acuerdo con la teoría de la isostasia:

- Las zonas con corteza gruesa y poco densa son continentales.
- Las zonas con corteza delgada y algo más densa son oceánicas.
- Cuanto más gruesa es una corteza, tanto más alta y profunda será. En consecuencia, **todo proceso que incremente el grosor de la corteza hará que esta alcance mayores altitudes**.

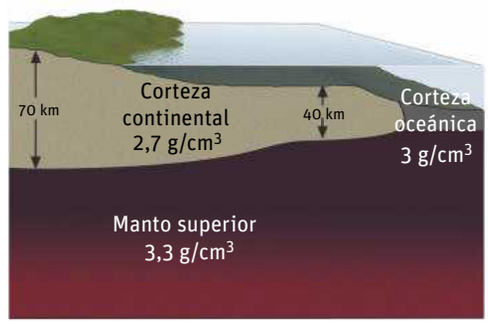


Figura 13.20. Representación esquemática de la corteza continental y la oceánica.

ACTIVIDADES

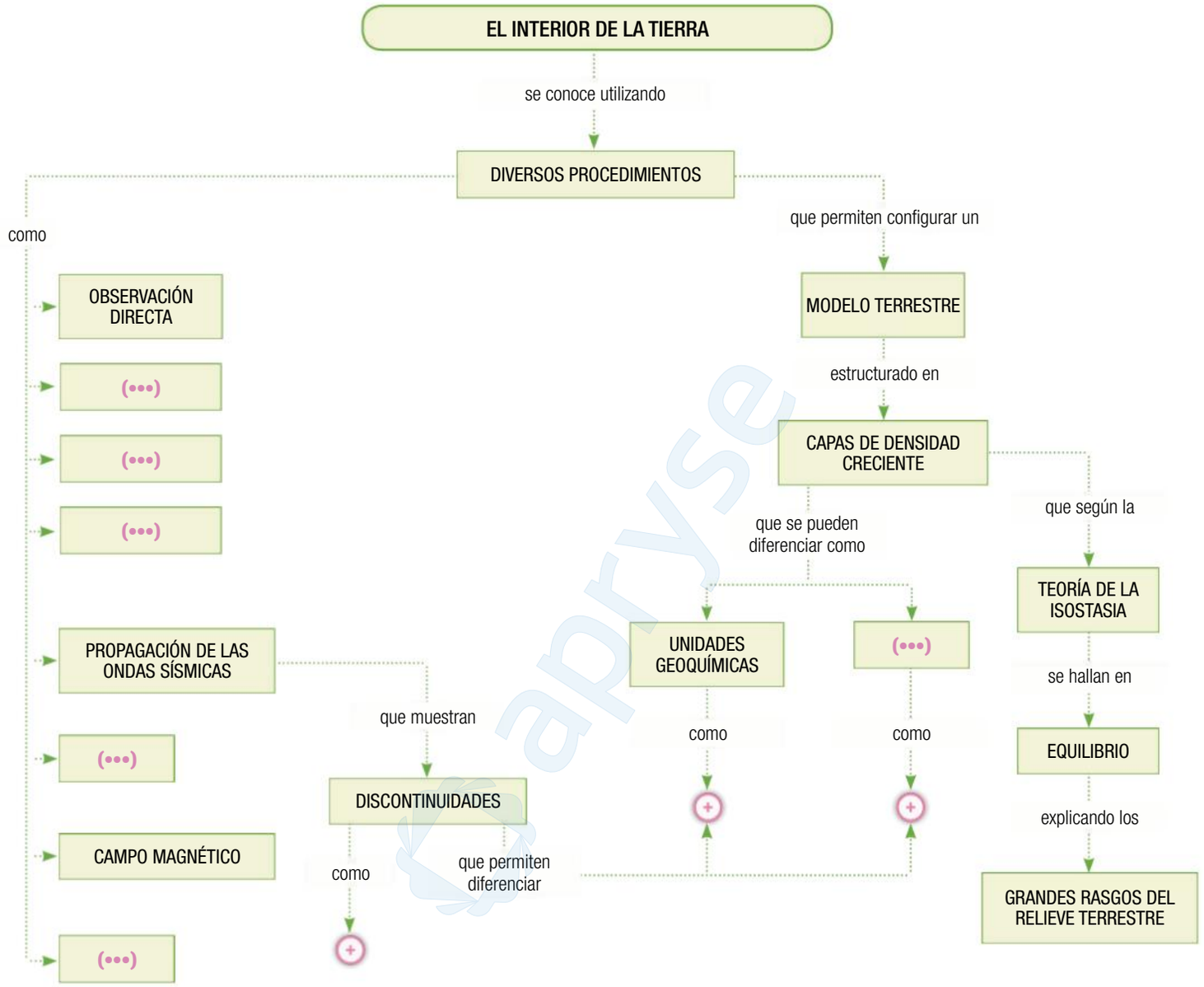
25. Indica un proceso natural que retire materiales de una zona y otro que la sobrecargue.

26. En el Himalaya, la corteza tiene 70 km de grosor. ¿Cómo explicas que su altitud sea solo de 8 km?

ACTIVIDADES

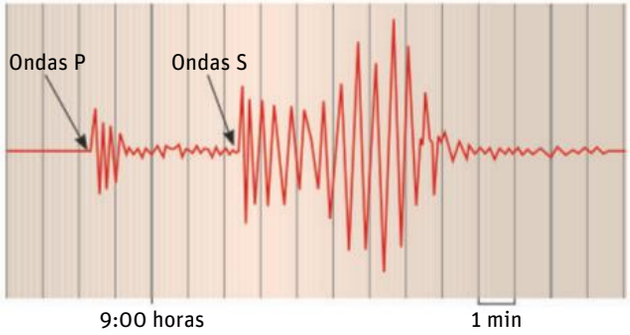
Síntesis

27. Completa en este mapa conceptual los términos que faltan (•••) y los fragmentos que debes desarrollar ⊕. Puedes realizar la actividad en tu cuaderno.



Aplicación y relación

28. En una estación sismológica se registra el sismograma que aparece en la figura.



a) Hay un tipo de ondas que no aparecen en el sismograma. ¿Cuáles son?

b) ¿Habrán llegado esas ondas antes que las P o deberán llegar después de las S?

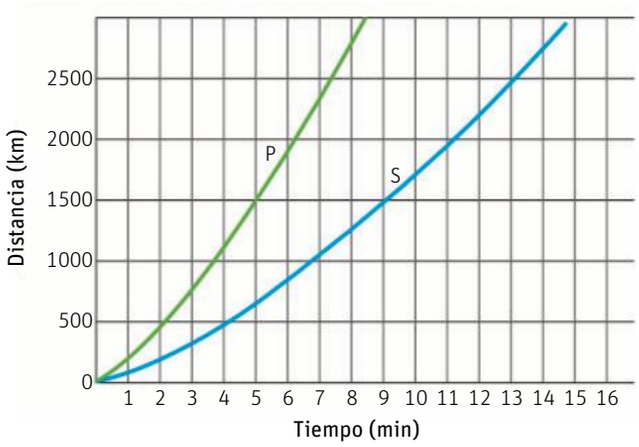
c) Sabiendo que por esa zona las ondas P viajan a 6 km/s y las ondas S a 3,5 km/s calcula la distancia a la que se encuentra el foco sísmico.

d) ¿Cuánto han tardado en llegar las ondas desde el foco sísmico hasta la estación sismológica?

e) ¿Es posible localizar el lugar exacto en el que se ha producido el terremoto? ¿Por qué? ¿Cuántas estaciones sísmicas necesitaremos para ello?

apryse

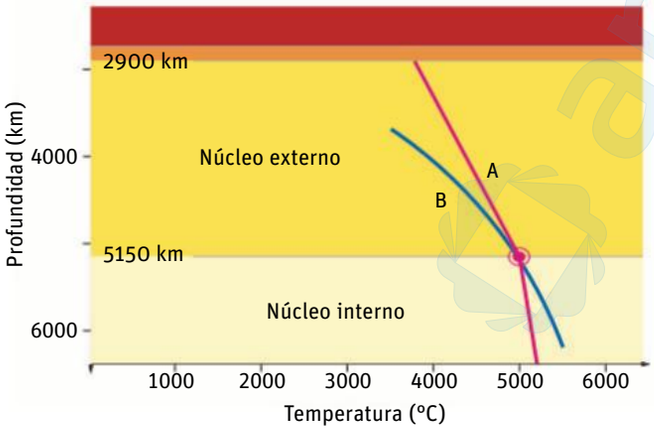
29. La gráfica representa el tiempo medio que tardan en recorrer una determinada distancia las ondas P y las S.



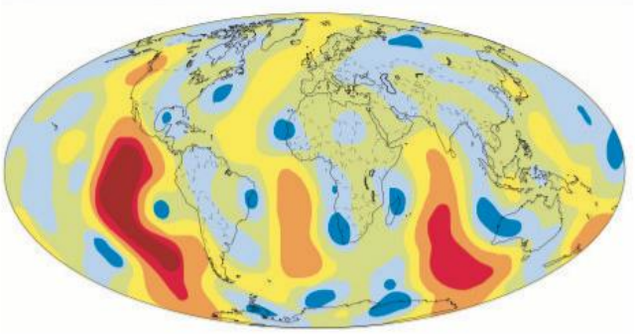
a) ¿Qué diferencia en el tiempo de llegada habrá entre ambas ondas en una estación sismológica situada a una distancia de 500 km? ¿Y de 2000 km?

b) Si en una estación sismológica nos dicen que entre la llegada de las ondas P y las S han pasado 4 minutos, ¿a qué distancia del foco sísmico estará dicha estación?

30. La gráfica muestra la temperatura en el núcleo (A) y la curva de fusión del hierro (B) en la zona de transición entre el núcleo externo y el interno. A partir de ella, explica el estado físico de cada una de estas zonas del núcleo.

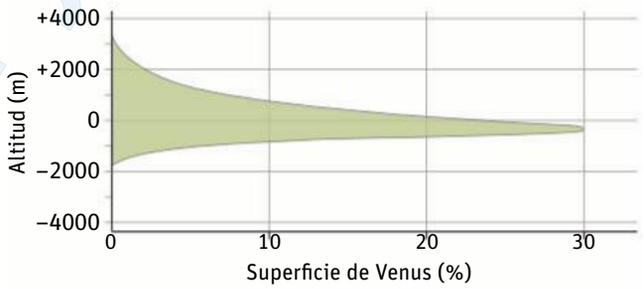


31. La energía térmica del interior terrestre llega a la superficie y se disipa; es lo que se conoce como flujo geotérmico. La existencia de este flujo facilita el enfriamiento del interior del planeta. El mapa muestra que el flujo geotérmico no es igual en todos los lugares de la superficie terrestre.



Los colores rojos indican flujo térmico alto y los azules, bajo. ¿Dirías que, en general, las zonas de mayor flujo están en los fondos oceánicos o en los continentes? ¿Cómo podría explicarse este hecho?

32. Gracias a la sonda *Magellan*, enviada por la NASA a Venus, conocemos mejor ese planeta. La gráfica muestra la curva hipsométrica de Venus.



El nivel 0 no es, en este caso, el nivel del mar (las altas temperaturas de Venus impiden la existencia de agua en estado líquido) sino el radio medio de este planeta.

a) ¿Qué diferencias observas entre esta curva hipsométrica y la de la Tierra?

b) ¿Cuántos tipos de corteza habrá en Venus?

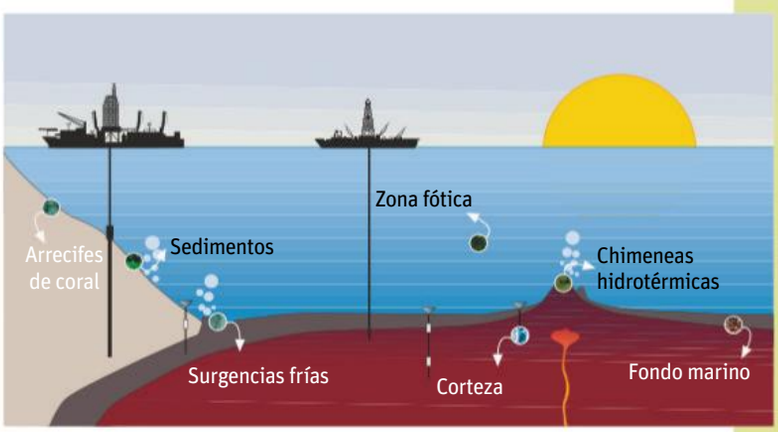
Biblioteca global

33. Abrir una ventana al interior de la Tierra

El proyecto para hacer una perforación hasta el manto ha sido recuperado por el Programa Integrado de Perforaciones del Océano (conocido por sus siglas inglesas IODP). Con él no solo se pretende conocer mejor la estructura del planeta, sino también su historia y su dinámica. Se espera, además, conseguir datos que ayuden a entender mejor los cambios climáticos globales o estudiar la biosfera profunda.

a) Busca información sobre el programa continuador del IODP. El proyecto está diseñado para el decenio 2013-2022.

b) Haz una ficha que sintetice los siguientes aspectos: ¿qué lugar se ha elegido para perforar el fondo del océano? ¿Se ha iniciado ya la perforación? ¿Hay algún otro proyecto que comparta el objetivo de llegar al manto?



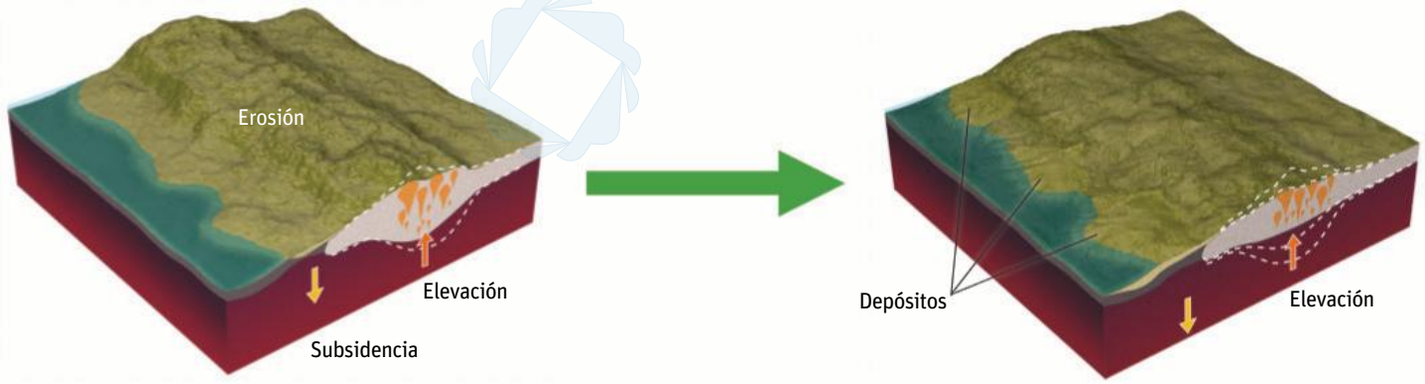
Las teorías científicas son conjuntos de ideas estructuradas y relacionadas que nos ayudan a entender e interpretar el mundo y los fenómenos que ocurren. Las teorías constituyen el núcleo de la ciencia.

En el lenguaje cotidiano, una teoría es una simple conjetura, una ocurrencia, una idea con escaso o nulo soporte empírico. En ciencia, por el contrario, para que una idea adquiera la categoría de "teoría" necesita, entre otros requisitos, estar sólidamente fundada.

¿Es la isostasia una teoría científica consistente?

Veamos qué requisitos deben cumplir las teorías y valoremos en qué medida los cumple la isostasia.

Las TEORÍAS:	Así, la ISOSTASIA:
Explican sucesos. No se limitan a describir hechos o procesos, sino que dicen cómo ocurren y cuáles son las causas que los generan.	Explica la elevación producida en la península escandinava desde el final de la última glaciación, al descargarse de las masas de hielo que la cubrían.
Se apoyan en evidencias, datos y observaciones obtenidos de experiencias de laboratorio o de la observación de la realidad.	Se apoya en datos (tipos de rocas, densidades, altitudes, etc.) tomados tanto en los continentes como en los fondos oceánicos.
Deben ser refutables, es decir, ha de ser posible contrastarlas, bien por la experimentación o bien por la observación, comprobando así su validez.	Puede contrastarse comprobando si los datos reales encajan con lo previsto por la teoría, así como mediante modelos informáticos o analógicos.
Proponen explicaciones generalizables. Sitúan los hechos singulares o locales en pautas generales.	Explica por qué la cordillera del Himalaya tiene la corteza continental más gruesa, y se comporta como si flotase en el manto.
Ayudan a formular preguntas y a responderlas. Proporcionan un marco de observación que facilita el planteamiento de problemas y su tratamiento.	Por ejemplo: ¿una cordillera reducirá de su altitud todo el grosor retirado por la erosión? No, ya que los reajustes isostáticos recuperan las 3/4 partes de la altura rebajada por la erosión.
Permiten hacer predicciones. Conocidas unas determinadas condiciones, las teorías ayudan a prever qué sucederá.	Por ejemplo: si en una zona se están depositando muchos materiales, se verá sometida a un hundimiento causado por la sobrecarga recibida.



La erosión retira materiales de las zonas más altas, activándose la recuperación isostática que elevará la base de la cordillera.

La recuperación se distribuye regionalmente, por lo que no se producen grandes saltos laterales.

ACTIVIDADES

34. Las dimensiones de la corteza y la lentitud de los procesos isostáticos impiden realizar experiencias de laboratorio, en condiciones reales, que permitan contrastar la teoría de la isostasia. En estos casos, los científicos utilizan modelos, es decir, simplificaciones de la realidad para hacerla manejable. Diseña un modelo sencillo con bloques de madera y un recipiente con agua, y describe lo que harías para comprobar si se producen reajustes isostáticos, así como su valor.

35. En ocasiones, los científicos construyen modelos informáticos más complejos. Puedes experimentar con el modelo isostático elaborado por el Massachusetts Institute of Technology (MIT): sm**Savia**digital.com PRACTICA

El *fracking* a debate

En apenas cuatro meses, entre octubre de 2012 y enero de 2013, más de 1800 terremotos de baja magnitud se produjeron en los alrededores de Torreperogil (Jaén). Entre las posibles causas de esta preocupante serie sísmica se habló del *fracking*. No había constancia de que se estuviese practicando en la zona pero, aun así, los medios de comunicación propagaron la idea.

Fracking es el término anglosajón utilizado para referirse a la fracturación hidráulica, una agresiva técnica para la extracción de hidrocarburos –fundamentalmente gas– cuando se encuentran en rocas como la pizarra o el esquisto.

Localización del petróleo y el gas

Para entender el sentido de esta técnica es necesario saber que los yacimientos habituales de gas y petróleo se hallan en rocas de grano grueso, porosas, cuyos huecos los ocupan estos hidrocarburos; son las llamadas **rocas almacén**.

Una agresiva técnica para la extracción de hidrocarburos

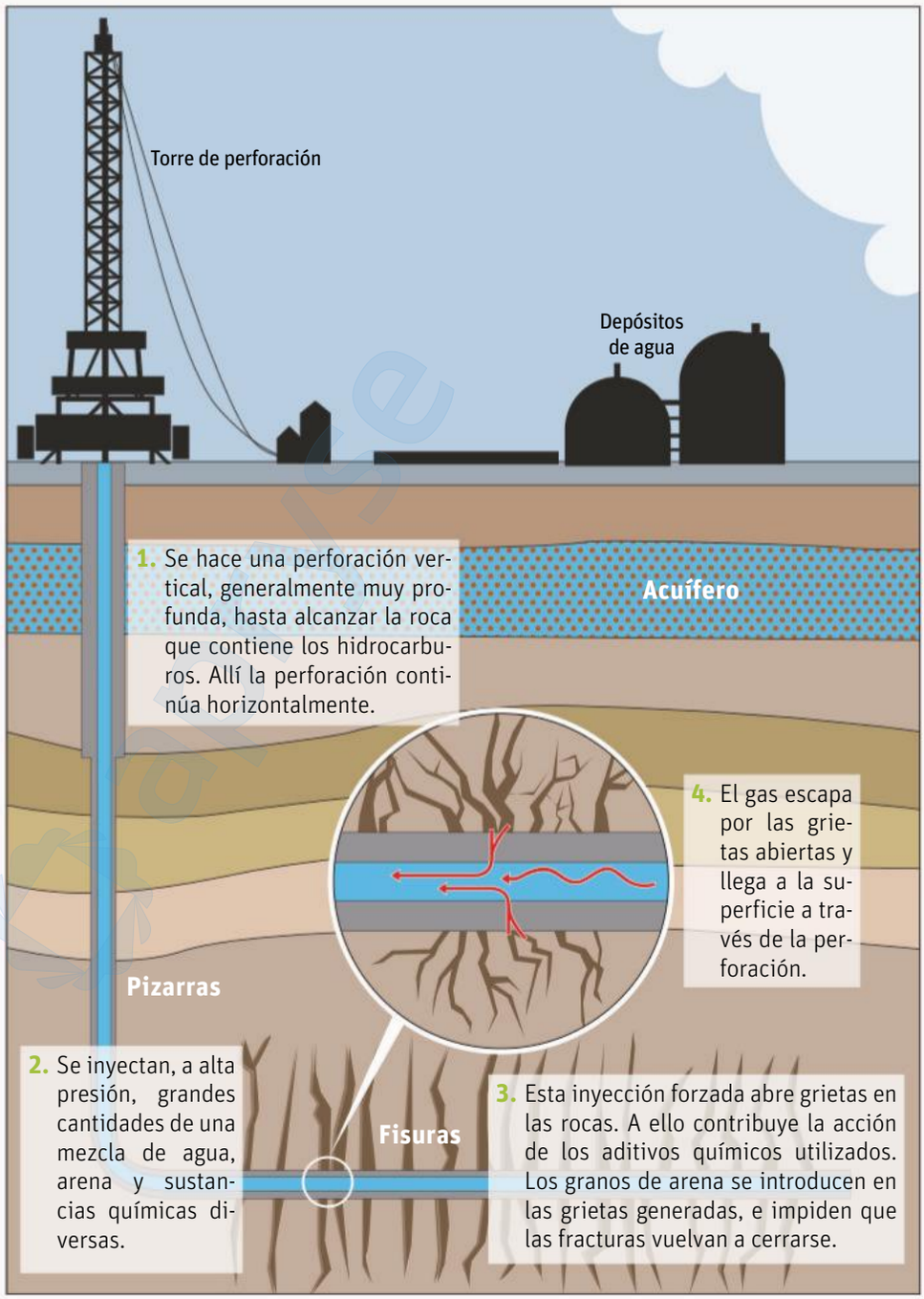
En otras ocasiones el petróleo y el gas se encuentran en la **roca madre**, un tipo de roca poco porosa, como las arcillas, y su extracción resulta difícil y costosa. Aun así, los avances tecnológicos y el incremento del precio del petróleo han vuelto rentable su explotación.

Más difícil aún resulta la extracción cuando los hidrocarburos están en rocas comprimidas y de grano muy fino, como las pizarras o los esquistos. Para estos casos, la tecnología convencional no sirve. ■

Prepárate para el debate

Antes de debatir, debes tener una primera opinión formada, que debe estar fundada en datos objetivos e informes rigurosos.

Deberás, por tanto, buscar información y seleccionar aquella que esté más actualizada y sea más rigurosa y fiable, tanto por las instituciones y personas que la firmen como por los datos que proporcionen.



Procedimiento de la fracturación hidráulica. Esta técnica pretende abrir multitud de fracturas en la roca para que el gas que contiene encuentre vías de escape y pueda ser extraído.

ACTIVIDADES

36. Haz un resumen de los principales riesgos ambientales del *fracking* e indica en cada caso los datos y argumentos que lo avalan. ¿Hay estudios geológicos que confirmen la relación de esta técnica con terremotos?

37. Haz un resumen fundado de la importancia económica que puede tener el *fracking*. ¿Se está utilizando esta técnica en España? ¿Y en Europa? ¿Y en Estados Unidos?